

határozási megbízhatósága a vártnál jobb. Mivel az előmetszéseket egyetlen műszerrel végeztük, ezért mérési eredményeinket a pontjelölő újra-illesztéséből fakadó hiba is terheli, ami nem elhanyagolható, ha tekintettel vagyunk a mérés finomságára.

Vállalatunk geodéziai műszerállománya a közel-múltban 2 db AGA-140 típusú*, korszerű, elektronikus tahiméterrel növekedett. Ezért a további kísérleteknél az újraillesztést mint előbbiekben említett hibaforrást ki fogjuk tudni küszöbölni, és így eredményeink remélhetőleg tovább javulnak. Természetesen még meg kell oldjuk műszereink számítógépes kapcsolatát, ki kell dolgozzuk a deformációs számítás szoftverjét, és végül — de nem utolsó sorban — a megbízó kívánságára úgy kell a munkát üzemszerűvé tenni, hogy riasztástól számított 2—3 óra múlva (ha szükséges éjjel is) szolgáltatni tudjuk bármely repülőgép deformációvizsgálatáról a hiteles jegyzőkönyvet.

Összefoglalás

Az általunk javasolt mérési módszer — mint az előbbiekben is kitűnt — pontosság tekintetében igen megbízható. Üzemszerű alkalmazás esetén a mérés megkezdésétől számított 1—2 óra múlva a repülőgép valamennyi szintezési pontjára vonatkozó, maradó, makrodeformációs érték rendelkezésre állhat. A módszer segítségével a gépen tet-szőleges helyen mikrodeformáció is mérhető, illetve helye felderíthető. A módszer nem igényli a repülőgép előzetes szintbeállítását (vízszintessé tételét), mivel a mérés bármely helyzetben elvégezhető. Ez mintegy 50%-os időmegtakarítást jelent a hagyományos megoldással szemben.

Az általunk javasolt mérési módszer végleges kidolgozására és üzemszerű alkalmazásának bevezetésére az érintett felek között most folynak a megbeszélések. Bízunk abban, hogy módszerünk beváltja a gyakorlatban a hozzá fűzött reményeket, és hozzájárul a repülés biztonságához. Egyben módszerünkkel szeretnénk hozzájárulni a mérnök-geodézia újabb területén való alkalmazásához is.

IRODALOM

1. *Detrekői A.*—*Ódor K.*: Ipari geodéziai hálózatok. Tankönyvkiadó, Budapest, 1982.
2. *Detrekői A.*: Kiegyenlítő számítás. Tankönyvkiadó, Budapest, 1976.
3. *Fialovszky L.* (szerk.): Geodéziai műszerek. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1979.
4. *Guttray L.*: Interjú dr. Szukics Gyula szakági főmérnökkel, a MALÉV repülőgépparkjának jelenlegi helyzetéről = Légiközlekedés, 1987/2.
5. *Hazay I.*: Kiegyenlítő számítás. Tankönyvkiadó, Budapest, 1966.
6. *Hennel S.*: Repülőgépek sárkányberendezései. Tankönyvkiadó, Budapest, 1985.
7. *Hewlett-Packard*: HP-71/B OWNERS HANDBOOK /USA, Calif. 1984.)
8. *Obádovics Gy.*: Matematika. Miskolc, 1957.
9. *Rohács J.*: Üzemeltetés folyamán deformálódott repülőgépszárnyak aerodinamikai jellemzése = Jár-művek: 1983/5.
10. *Rohács J.*: Kísérlet repülőgépszárny deformációjának repülés közbeni mérésére. Kézirat, 1983.
11. *Rohács J.*: Vlijanija osztatocnoj deformacii krüla na vzlatno — poszadocsnüje harakterisztiki szamole-ta Kiev, Repülésműszaki Egyetem Tud. Közl. 1983.
12. *Rohács J.*: A repülőgépek üzemeltetésekor bekövet-kező geometriai méretváltozások hatása annak rep-ülési jellemzőire. Doktori értekezés BME, 1980.
13. *Székely D.*: Egy új geodéziai műszer a WILD-TC-1 a repülés szolgálatában = Légiközlekedés, 1981/24.
14. *Székely D.*: Repülőgépek maradó deformációjának mérése geodéziával. Előadás, elhangzott a VIII. Repüléstudományos Napokon, Nyíregyháza, 1986. szept. 4.

Определения остаточных деформаций самолетов геодезическими методами

Dr. D. Székely

Резюме

В данной научной работе изложен процесс определения остаточных деформаций самолетов геодезическими методами. Места деформационных точек (координаты x , y и z) определяются при помощи двух дигитальных теодолитов одновременно, методом пространственной прямой засечки, в системе местных, т. н. ангарных координат. Полученные данные сравниваются с заводскими данными самолета.

Проведенные до сих пор эксперименты свидетельствуют о том, что вышеописанный метод удовлетворяет точностным потребностям и может быть осуществлен около на 50 % быстрее, чем примененный до сих пор метод.

Az óceánok térképezése a lemeztektonika figyelembevételével

Dr. Márton Mátyás,

a Kartográfiai Vállalat irányító térképszerkesztője

DK 528.475:551.24

Bevezetés

Földünk szárazföldi területéről — a domborzatról szempontjából — gyakorlatilag eltűntek a „fehér foltok”. Ezt nyugodtan kijelenthetjük, ha a kisméretarányú térképek adatigényéről van szó. Bármely területre található olyan alapanyag, amelyből kiindulva a kisméretarányú térképeink szintvonalrajza megszerkeszthető [1].

A szárazföldi területeken az egyes államok — egy-másra is ható — gazdasági érdekei és honvédelmi,

„fennmaradási” kényszerítettsége (mint hajtó-erő), valamint az eleve adott vizuális észlelési lehet-ség, majd az ezen alapuló, a felmérést megkönnyí-tő és gyorsító technikai-műszaki — pl. légifény-kép-kiértékelési — eljárások (mint módszertani háttér) eredményezték az államok nagyméretarányú felmérései, illetve topográfiai térképsorozatainak el-készítését. Ezekből kiindulva a megfelelő földrajzi (morfológiai) ismeretekkel rendelkező térképészek, többé-kevésbé kiforrott generalizálási szabályok alkalmazásával olyan 200 000—1 000 000 méret-

arány-tartományba eső domborzat- és vízrajzi térképeket állítottak elő, melyek a további — még kisebb méretarányú — természetföldrajzi térképek elkészítéséhez kiváló alapanyagul szolgálnak.

Más a helyzet az óceánokkal és a tengerekkel. Bár Földünk felszínének 71%-át víz borítja, a tengerfenék-domborzat ábrázolása általában elnagyolt, sematikus. Nincs olyan alapanyag, amely problémamentesen felhasználható lenne különböző kisméretarányú térképeink tengerfenék-domborzatának — a Világtenger egészére nézve egységes — korszerű ábrázolásához [1].

A tengeri területek esetében a megismerés gazdasági (katonai) kényszere a Világtenger egészére csak napjainkban jelentkezik. Hiszen egyre nyilvánvalóbb, hogy a korábban kutatási célra „kidobott” tőkebefektetések megtérülésével reálisan lehet számolni. (Itt nemcsak a már kitermelés alatt álló, selfterületeken levő kőolaj- és földgázmezőkre gondolok, hanem a mélytengeri területeken elhelyezkedő ércekre is.) A megismerési folyamat, a tudományos kutatás mindig a gazdasági-társadalmi tényezőkkel áll összefüggésben. Először tehát a partvonalak és a *partközeli területek* feltérképezése volt a cél; a biztonságos partmenti *hajózás* megteremtése, a kikötésre alkalmas helyek ábrázolása. A múlt század második felében meginduló *kábelfektetések* is ösztönzően hatottak a mélységmérések gyarapodására, hiszen a nagy értékű kábeleket nem lehetett ismeretlen mélységbe süllyeszteni, fektetésüket a véletlenre bízni. Megkezdődtek a *kontinensek közötti mérések*.

A tengeri területek felmérésénél nem adott a vizuális észlelés lehetősége. Amíg a szárazföldi domborzat felmérésekor a domborzati idomokat jellemző pontok célszerű kiválasztásával csökkenteni lehetett a bemérendő pontok számát a pontos domborzatrajz elkészítéséhez, addig a „vakon” mért tengerfenéken sokkal több pont, illetve szelvény bemérése szükséges a megfelelő részletességű és megbízhatóságú (ugyanolyan méretarányú és területű) térképlap elkészítéséhez. A tengeri domborzat megrajzolásához nem szolgálhat segítségül légifénykép-sorozat sem, amely a szárazföld esetében mind a térképí síkra, mint a domborzatrajz előállításában alkalmazható.

A tengeri térképezést végző kutató munkája során háromszögelési hálózat sem segíti. Nem juthat hozzá könnyen a mért mélységpont felszíni helyzetét rögzítő földrajzi koordinátákhoz sem.

A tengeri térképezés problémái

A tengeri térképezés problémái két kérdés — a mélységmérési technika és a földrajzi helymeghatározás — köré csoportosíthatók. Ezek fejlettségi színvonala tükröződik a különböző történeti korok mélytengeri területeket ábrázoló térképein [2]. Anélkül, hogy a két mérési feladat technikai kérdéseinek részleteibe mélyednénk, megállapíthatjuk, hogy fejlődésük (ha a térképkészítés szempontjait vesszük figyelembe) szinkronban történt.

A *földrajzi helymeghatározás* „modern” időszaka a XVII. században a kronométer és a szextáns alkalmazásával kezdődött [3], amelyet századunk

40-es éveivel kezdődően a rádiónavigációs rendszerek (pl.: LORAN, DECCA, OMEGA) váltottak föl [4, 5, 6]. A helymeghatározás hibája az adók távolságának függvényében 10–100 m nagyságrendűre csökkent. Új korszakot nyitott a kezdetben katonai célra létrehozott tengeri navigációs műholdas rendszer, az NNSS (Navy Navigation Satellite System), amelyet 1967-től polgári használatra is igénybe lehet venni. A 80-as évek végére, a 90-es évek elejére tervezik egy új, még korszerűbb navigációs rendszer üzembeállítását az amerikaiak. A 18 műholdból felépülő rendszer, a GPS (Global Positioning System) a Föld bármely pontjáról bármely időben legalább öt műhold horizont feletti észlelésére ad lehetőséget. Négy hold egyidejű megfigyelésével már lehetővé válik a GPS-vevővel rendelkező számára pozíciójának (és pontos helyi idejének) meghatározása [7].

Ha a *mélységmérési módszerek* fejlődését hasonló rövidséggel kívánjuk áttekinteni, az előzőekhez hasonlóan négy korszakot különböztethetünk meg: a fonalas vagy huzalos, súllyal végzett pontszerű mérések; az első visszhangos pontszerű, leolvasásos mérések (echolot); a folyamatosan regisztrált akusztikus reflexiós vonalas mérések (echográf) [1, 2, 4]; és a területi felmérés időszakát, mely utóbbinak a mélytengeri területekre 12 000 m mélységig használható változata az amerikai General Instruments Corporation által gyártott „Sea-Beam” rendszer [2].

Nézzünk egy-egy példát a különböző technikai szinten álló korok óceántérképeiből:

Az ókortól századunk első negyedéig a kenderkötélre függesztett súllyal végzett fonalas, vagy nagyobb vízmélység esetén (a XIX. század második felétől) az acélhuzallal (zongorahúrral) végzett huzalos mélységmérés sok időt és fáradságot igénylő módszerével elszórt, pontszerű mélységadatokat nyertek. Erre az időszakra jellemző, hogy a *Matthew Fontaine Maury* amerikai tengerésztiszt által szerkesztett és 1854-ben kiadott „Bathymetrical Map of the North Atlantic Basin with Contour Lines Drawn in at 1,000 2,000 3,000 and 4,000 Fathoms” [8], azaz „Az Észak-Atlanti-medence mélységtérképe 1000, 2000, 3000 és 4000 fathom-nél megrajzolt mélységvonalakkal” (1 fathom = 1,83m) című térkép mindössze kb. 200 mélységmérés adatainak felhasználásával készült. Meg kell azonban jegyezni, hogy az Északi-Atlanti-hátság már felismerhető a térképen [9]!

A fejlődés következő jelentős állomása a német *Alexander Behm* által 1919-ben készített első visszhangos (akusztikai, reflexiós) mélységmérő, az „Echolot” térképezési alkalmazása. A műszerrel a német „Meteor” kutatóhajó az 1925–27-es útja során [10] 67 000 mélységmérést végzett zömmel a Dél-Atlantikum területén. A hajó 14 kereszt-szelvényt mért egymástól kb. 700 km távolságban [9, 10]. Az óceán ezen részén addig mintegy 1000 mélységadatot ismertek csupán [10]. Ezeken a metszeteken már felismerhető a Déli-Atlanti-hátság központi hasadékvölgye [9]. A mért adatok felhasználásával *Theodor Stock* és *Georg Wüst* egy 1 : 20 000 000 méretarányú színes mélységtérképet

szerkesztett, amelyet 1935-ben a „*Meteorwerk*”-ben tettek közzé [2].

A mélységadatokat folyamatosan regisztráló visszhangos szondázóberendezések (echográfok) a II. világháború után, az 1940-es évek második felében terjedtek el széles körben [12]. A GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans = Az óceánok általános mélységtérképe) 1 : 10 000 000, illetve 1 : 6 000 000 méretarányú szelvényeinek kiadása (1975–82) még kizárólag vonalas mélységmérési technikával nyert adatrendszeren alapult [9], de az adatok (területre vonatkoztatott) feldolgozásánál már jelentős szerepet kapott a számítógép, és a mért mélységértékeken túl, mint azt pl. az 5-ös szelvény forrásjegyzéke is tanúsítja, egyéb — geológiai, geofizikai — adatrendszerek, ismeretek figyelembevételével finomították a mélységvonalak futását (térképészeti extrapoláció) [1].

A Sea-Beam rendszer (a számítógépes, területi mélytengerfenék-térképezés) nyugatnémet tapasztalatairól *Johannes Ulrich* számol be, kiemelve az elérhető igen jelentős időmegtakarítást: „Két óra alatt, amire korábban egyetlen pontszerű mélységméréshez volt szükség (5000 m-es vízmélység esetében) ma már a vonalas méréssel kb. 1000 mélyégi értéket kaphatunk és ... a területi térképezés során legalább 16 000 mérési adatot dolgozunk fel ... Eddig főleg csak manuálisan lehetett a ... mérések eredményeit a térképkészítéshez feldolgozni. ... Az elektronikus adatfeldolgozás lehetővé teszi az ún. real-time eljárást, azaz a kutatóhajó fedélzetén, a mérési munkálatokkal párhuzamosan készül el a mélységvonalas térkép egy szalagregisztrátum formájában. A szalagon ábrázolt terület szélessége a mindenkorai tengermélység kb. 80%-ának felel meg [2].

Közvetett módszerek a kisméretarányú tengerfenék-domborzati térképek elkészítéséhez

Az előzőekből kitűnik, hogy ha a legkorszerűbb mélységmérési technikával, a Sea-Beam rendszerrel számolunk is, a Világtenger egészét tekintve belátható időn belül nem juthatunk hozzá egy részletesebb térkép elkészítéséhez szükséges mennyiségű adathoz.

Igy nem hagyható figyelmen kívül egyetlen olyan *közvetett módszer* sem, amely a tengerfenék-domborzat jobb megismeréséhez segítséget nyújt. Ilyen lehetőséget kínál az USA-ban 1978-ban felbocsátott „*Seasat*” műhold mérési eredményeinek térképészeti felhasználása.

A szuperérzékeny magasságmérő-berendezéssel felszerelt Seasat mesterséges hold feladata az óceáni és tengeri vízfelszín elméleti értéktől való eltéréseinek mérése volt, azaz egy gravitációs ekvipotenciális felület¹ (a geoid) eltéréseinek meghatározása a Föld referenciaellipszoidjától. (A Seasat 1978. július 5-től október 10-ig működött. Ekkor rövidzárlat következett be a fedélzetén. E közel

100 napos időszakból is mindössze 70 nap alatt gyűjtött magasságmérési adatok állnak rendelkezésre.)

A mérési adatokat több kutatóintézetben is feldolgozták [13]. E feldolgozások során különböző értékes következtetések születtek a tengerfenék-domborzatra vonatkozóan. Itt kétféle feldolgozás kétféle — egymásnak nem ellentmondó, inkább egymást kiegészítő — eredményét ismertetjük vázlatosan.

A Seasat által mért magasságértékek megfelelő korrekciója után — mely során figyelembe veszik a kibocsátott radarimpulzus út-idejét befolyásoló különféle tényezőket (pl.: a műhold radiális helyzete, az atmoszférikus késleltetés, a geoid magassága a műhold alatti ponton, a tengerszintmagasság árapály okozta eltérései, a tengeráramlások „topográfiája”, a légköri nyomásváltozásokra való reagálás stb.) — előállítható az óceáni és tengeri vízfelszín izovonalas térképe. (Ez tulajdonképpen a geoidundulációt írja le.) A kérdés: Hogyan lehetne ebből a tengerfenék-domborzatra vonatkozó információt nyerni?

Azt tudjuk, hogy a fenékdomborzat nagy hatással van a (tengeri) geoid alakjára, mert „közel” van a vízfelszínhez, és nagy a különbség a kőzetek és a víz sűrűsége között. (A kőzetek átlagsűrűségét 2670 kg/m³-nek, a víz átlagsűrűségét pedig 1028 kg/m³-nek vehetjük [14].) Azt is tudjuk, hogy a fenti ekvipotenciális felület — melyet a vízfelszín izovonalas térképe reprezentál — nagy hullámhosszú tartományai a Föld mélyében rejlő tömeganomáliákról, míg a kisebb hullámhosszak a tengerfenék domborzatáról vagy a fenékhez közeli tömegek eloszlásbeli egyenetlenségeiről hordoznak információt. Tehát a mért és korrigált adatrendszerből a kisebb hullámhosszú (600 km-nél kisebb) tartományokat kiemelve, az ezekből előállítható izovonalas térkép már a tengerfenék-domborzattal korrelál és/vagy a földkéreg fenékhez közeli tartományaiban levő tömegeloszlásbeli eltérések hatását tükrözi. Ezek a térképen jelentkező anomáliák persze nem feltétlenül mint domborzati formák jelentkeznek. A vizsgálatot végző *Jet Propulsion Laboratory* munkatársai, *T. H. Dixon* és *M. E. Park* [15] azonban azt a következtetést vonták le, hogy minden olyan területen, ahol a mérőhajók adatai alapján — a ritka felmérés következtében — ugyan nem kerültek ábrázolásra domborzati idomok, de amelyekre a műhold mérési adataiban levő anomáliák utalnak, ott valóban domborzati formák léteznek és nem a fenékközeli inhomogenitások (tömeg egyenetlenségek) hatásai. Másrészt rámutattak arra, hogy olyan ténylegesen meglevő domborzati alakulatok is előfordulhatnak, amelyek az izosztatikus egyensúlyra való teljes „beállás” miatt nem jelentkeznek anomáliaként a műholdas méréseken.

Az óceánközépi hátságok területére vonatkozó elemzések már korábban kimutatták, hogy a lassú szétsodródású szakaszokat változatos topográfiájú domborzat jellemzi. (Ez a korral járó kéregkihülés és kéregsüllyedés hatását mutatja.) Adott távolságra a hátsággerinctől a lassú szétsodródású terü-

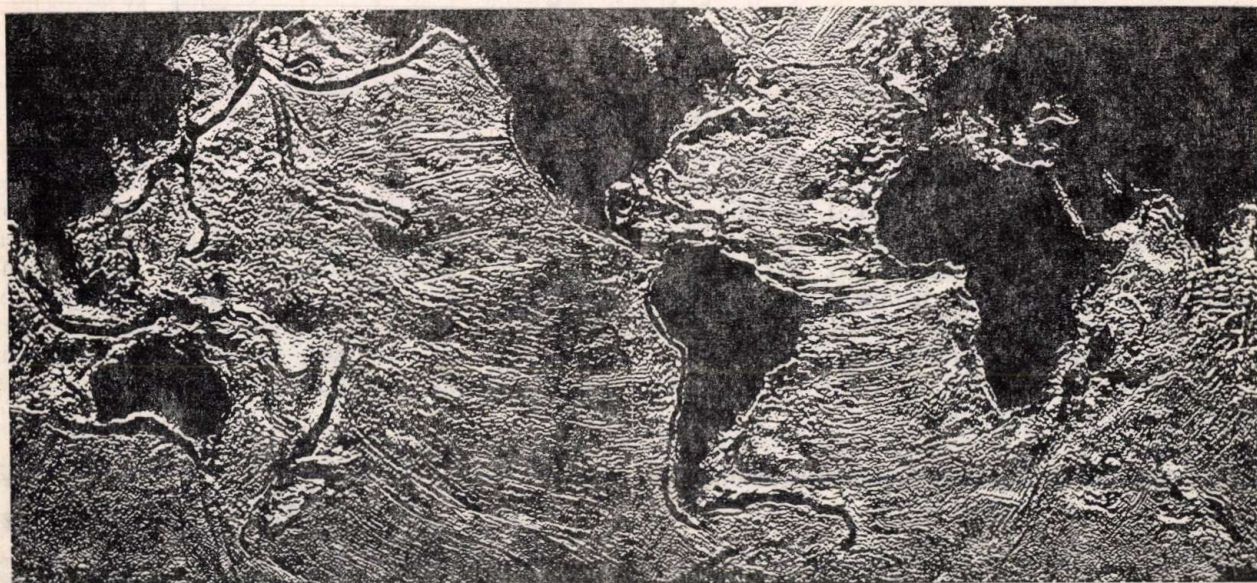
¹ Pontosabban fogalmazva a nehézségi erőter egy ekvipotenciális felületéről van szó. A nyugalomban levő vízfelszín a mindenkori nehézségi erő irányára merőlegesen helyezkedik el.

leteken kialakult kéreg öregebb, és éppen ezért mélyebben van, mint az a fiatalabb kéreg, amely gyors szétsodródási rátájú területen jött létre. A Seasat-anomáliák hasonló jelleget mutatnak, hiszen a domborzattal (is) összefüggésben vannak. Ebből következik, hogy az anomáliák amplitúdója a szétsodródási sebességgel fordítottan arányos.

Az eredmények tehát úgy összegezhetők, hogy az eddig részleteiben fel nem mért óceáni területeken a Seasat-mérések felhasználásával további, eddig ismeretlen képződmények *valószínűsíthetők*, de a Seasat-anomáliák tükröződése a tengerfenék-domborzatban nem törvényszerű. Így — a szerzők

szerint — a nyert információk elsősorban a felmérőhajók kutatási területeinek kiválasztásánál használhatók fel. Az is igaz viszont, hogy a részletesebben felmért óceáni területek GEBCO-szelvényeinek a Seasat-adatokon nyugvó térképekkel való összevetése során úgy tűnt, hogy a Seasat-anomáliák *legnagyobb része* létező topográfiai képződményt tükröz.

A Seasat adatai alapján szerkesztett batimetrikus (becsült mélységértékeket tartalmazó) térképek az USA-beli Scripps Institution of Oceanography-nél átlátszó fóliára nyomva, a GEBCO térképek méretarányában beszerezhetők [15].



1. ábra. William F. Haxby térképe, amelyet a Seasat méréseinek feldolgozásával nyert ([16] nyomán)

Másféle feldolgozás, másféle eredményt hozott a Lamont-Doherty Geological Observatory-ban [13, 16], ahol William F. Haxby a Seasat mérési adatok korrigált értékeinek felhasználásával, az észak-déli és kelet-nyugati gradiensek képzésével olyan térképet nyert (1. ábra), amely rendkívül szemléletesen mutatja a lemeztectonikai folyamatok által létrehozott főbb tengerfenékformákat. A törésövek még akkor is élesen jelentkeznek, ha üledékkel fedettek. Számos, eddig ismeretlen fenék-hegyet is sikerült kimutatni. Ez a módszer a fő szerkezeti vonalak kiemelésére kiválóan alkalmas.

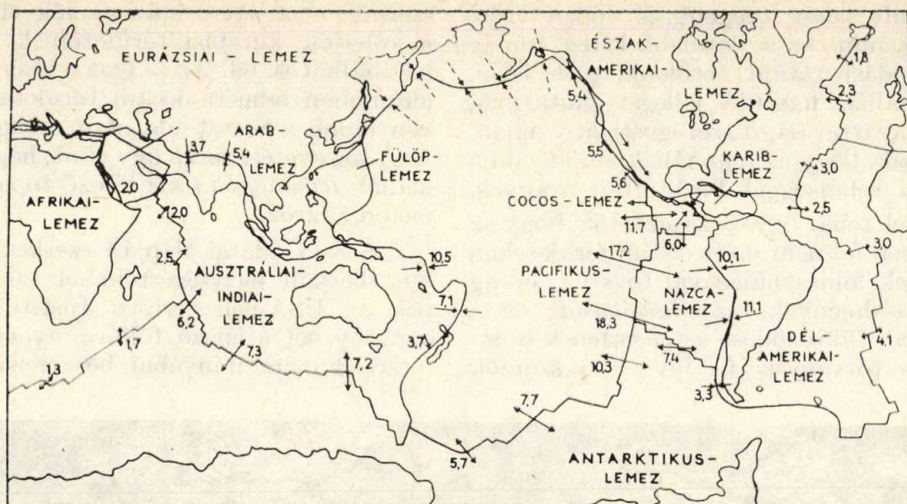
A lemeztectonika

A lemeztectonika elméletének létrejöttében nem kis szerepet játszott a tengerfenék-kutatás: „... a mélytengeri mérések derítették föl a Föld legnagyobb terjedelmű alakzatait, a középóceáni hátságokat, a mélytengeri árkokat, és vezettek el azután a földtudományokat forradalmasító lemeztectonikus elmélet kialakulásához” [3]. Ez fordítva is hatott: a lemeztectonika elméleti alapjainak megfogalmazását követően a bizonyításra szervezett expedíciók, óceáni kutatások a tengerfenék domborzatának és szerkezetének mind jobb megismerését eredményezték.

Az első ilyen expedíció a *FAMOUS* (French American Mid-Oceanic Undersea Survey), amely a tengerfenék vizuális és egyidejűleg fényképfelvételeken is rögzített megfigyelését: az óceánközépi hátság központi hasadékvölgyében a tektonikus és vulkanikus folyamatok hatására kialakuló formakincset vizsgálta [17]. E kutatások elvégzéséhez az adott területről részletes topográfiai térképek készültek 20 m-es fő- és 10 m-es segéd-mélységvonalakkal — a terület három kiemelt részén 1 : 20 000 méretarányban (!). (Talán ezek a térképek adták az ötletet a GEBCO szerkesztőinek a térképészeti extrapoláció alkalmazásához.) Mielőtt azonban a térképészeti extrapolációval foglalkoznánk, meg kell ismerkednünk a lemeztectonika alapfogalmaival és téziseivel.

Litoszféra és asztenoszféra

Földünk felső rétege — a kéreg és a felső köpeny egy része, amelyet együtt litoszférának nevezünk — „horizontális” értelemben 100–150 km vastag merev lemezekre (2. ábra) tagolódik [18]. Ezek a lemezek a köpeny litoszféra alatt húzódó részén, a plasztikusan szilárd anyagú asztenoszférán helyezkednek el (3. ábra), amelynek alapvető tulajdonsága, hogy rövid periódusú hatásokkal szemben

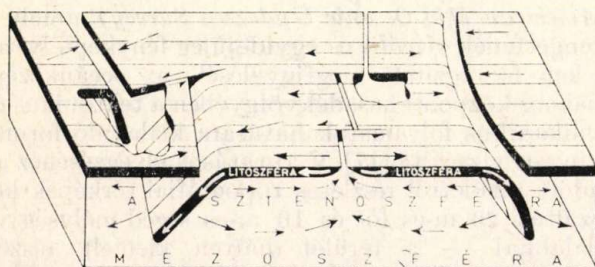


2. ábra. A Föld jelentősebb litoszférelemezei ([18] nyomán)

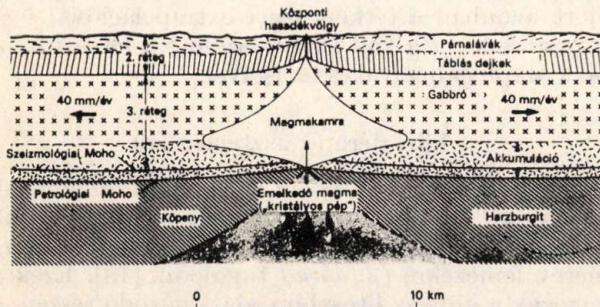
(pl. földrengéshullámok) szilárd anyagként, hosszú időn át jelentkező erőhatásokkal szemben (pl. eljegesedés okozta megterhelés) plasztikus, képlékeny anyagként viselkedik. Az asztenoszféra viszkozitása olyan, hogy benne anyagáramlások révén ún. konvekciós cellák alakulhatnak ki. Ezen cellák lemez alatti „áramlás-ágait” tekintik a lemezek egymáshoz viszonyított elmozdulását okozó egyik lényeges tényezőnek.

Távolodó lemezszegélyek, mágneses anomália-sávok

Az óceáni hátságok területén, pontosabban az azok tengelyében elhelyezkedő központi hasadékvölgy (riftvölgy) mentén forró köpenyanyag áramlik a felszínre (4. ábra), s hozzáferr a völgy két oldalán lemezszerűen elhelyezkedő óceánfenékhez.

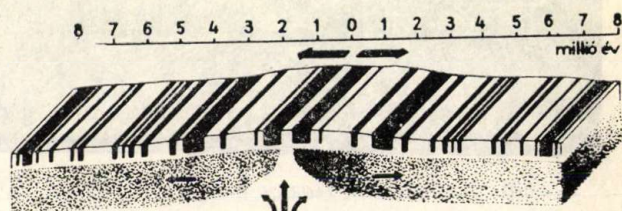


3. ábra. A litoszférelmezek és az asztenoszféra kapcsolatát bemutató blokkdiagram ([18] nyomán)



4. ábra. A kéreg és a köpeny legfelső rétegének szerkezetét bemutató magassági torzítás nélküli szelvény az óceán-középi hátság környezetében ([19] nyomán)

Lehűlése folyamán a mindenkor mágneses tér irányának megfelelően mágnesesződik. Mivel a Föld mágneses pólusai időszakonként felcserélődnek, a különböző időszakokban (földtani értelemben) folyamatosan képződött új óceánfenék kőzetei hol pozitív, hol negatív mágneses anomália-sávokat eredményeznek, amelyek mérhető és szimmetrikusak a hátság tengelyére (5. ábra). Hogy ez a



5. ábra. A pozitív és negatív mágneses anomália-sávokat bemutató sematikus ábra ([18] nyomán)

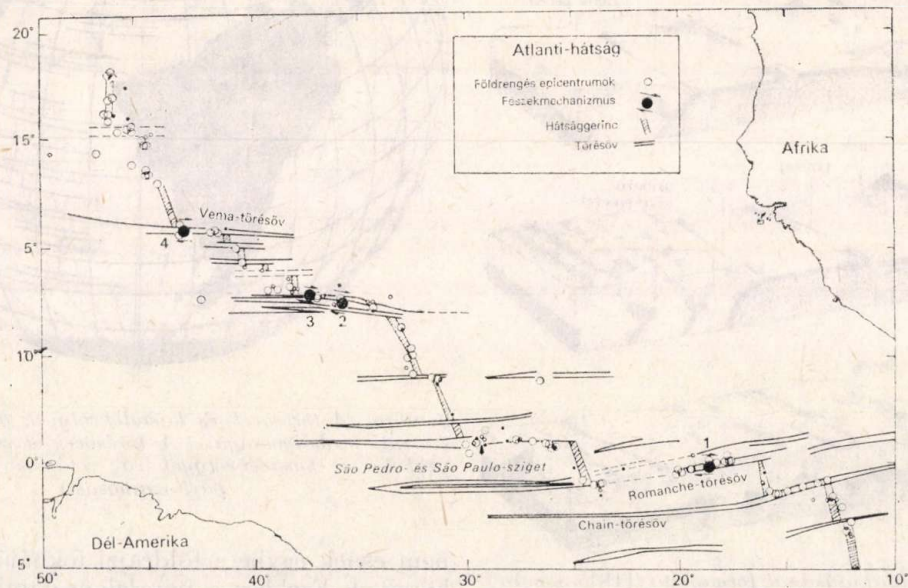
folyamat valóban így játszódik le, azt a mágneses-anomália-sávokon kívül, többek között az új óceánfenékre lerakódó üledékek is bizonyítják. Mélytengeri területeken az üledékképződés mértéke 1000 év (!) alatt nem egészen 1 cm, sőt helyenként csupán 2—3 mm [20]. E kis érték ellenére a hátság középvezetől távolodva egyre vastagabb réteget alkotnak az üledékek, nem egyszer a több kilométer vastagságot is elérve. A hátság tengelyétől távolodva az aljatkőzet földtani kora is folyamatosan növekvő. Ugyanez tapasztalható a tengelytől különböző távolságokban mélyített kutató-fúrások üledékmintáiban is: minél távolabbról származnak a riftvölgytől számítva, annál több földtani kor üledékei találhatók meg egymás alatt bennük, annál régebbi üledékek képezik a fúrások magmintáinak közvetlenül az aljaton elhelyezkedő rétegeit.

A keletkező óceánfenék sávjait (vonalait) akkréció (növekedő) lemezszegélynek nevezik. Ezek tehát ott találhatók, ahol a lemezek távolodnak egymástól. Az óceáni hátságok mentén feláramló olvadt magma azokat a hasadékokat tölti ki, amelyek a földköpeny mélyebb rétegeiben létrejövő konvekciós áramok által okozott óceánfenék-

szétsodródás miatt keletkeznek. Ez a folyamat a hátságok mentén kipattant földrengések fészek-mechanizmus-vizsgálataiból egyértelműen kitűnik. A hátságok mentén fellépő tenziós (húzó-) feszültségek egyértelműen arra mutatnak, hogy nem az olvadt magma „feszégeti szét” az óceánfenéket, csak a központi hasadékvölgyben létrejövő rést tölti ki. Itt az új óceánfenék képződésének mértéke 1–10 cm/év nagyságrendű, s a különböző területe-

ken más és más. E területekre a sekélyfókuszú (kis hipocentrum-mélységű) rengéstevékenység jellemző.

A hátságot törésövek tagolják kisebb szakaszokra, amelyeknek elsősorban a központihasadékvölgy-szakaszok közé eső darabjai mutatnak szeizmikus aktivitást érthető módon, hiszen csak itt kerülnek egymással szembe mozgó lemezrészek egymás mellé (transzformvetők; 6., 10. ábra).

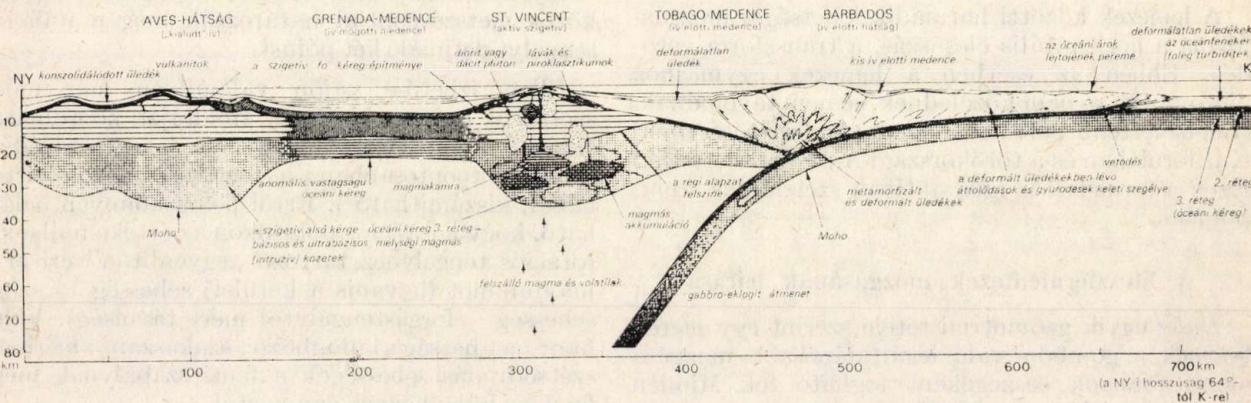


6. ábra. Szeizmikusan aktív területek az óceánközépi hátságon és az elmozdulási irányokat mutató fészekmechanizmus a törésövekben ([9] nyomán)

Közeledő lemezszegelek

A fentiekből következik — ha a Föld deformálódását és ilyen nagyságrendű tágulását² kizárjuk —, hogy az így keletkező óceánfenéknek (vagy legalább jelentős részének) valahol vissza kell kerülnie a földképen mélyebb régióiba, pontosabban az

asztenoszférába. Az „elnyelődés” területei az ún. szubdukciós (alábukó) zónák, vagy más néven konzumációs (fogyó, pusztuló) lemezszegelek, melyek általában a mélytengeri árkok vidékét alkotják. Ilyen árkokat kontinensek és szigetívek óceáni területek felé néző oldalán találunk (7. ábra). Az előbbinél óceáni lemez szárazföldi alá,

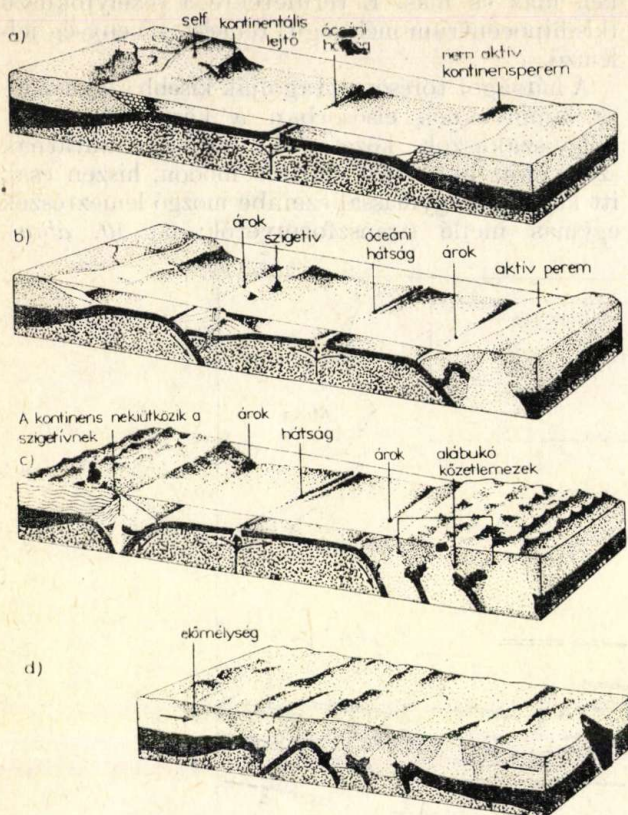


7. ábra. Szubdukciós zóna a Kis-Antillák vidékén. K—Ny-i irányú metsszt az Y-s szélesség 13°-án ([19] nyomán)

az utóbbinál óceáni lemez óceáni alá bukik. (Ha szigorúan vesszük, ez a megkülönböztetés nem

² Kisebb mérvű földtágulás a lemeztectonika „működése” szempontjából közömbös. Mivel a lemeztectonikai folyamatok működnek, a fenti nagyságrendű horizontális elmozdulásokat létrehozó mértékű földtágulás viszont kizárható!

helyes! Hiszen önálló „kontinentális lemez” — a kontinentális kérgű mikrolemezek kivételével — ilyen értelemben nem létezik: a litoszféralemezen „ülő” szárazföldek lehetnek a lemez szélén éppúgy, mint annak belsejében.) Még egy típusa létezik a közeledő lemezszegeleknek: amikor kontinentális lemezrész kontinentális lemezrészrel találkozik.



8. ábra. Az Ural kialakulásának folyamata ([18] nyomán)

Egy ilyen „találkozásnak” köszönheti létét a Himalája, vagy az Ural is... (8. ábra).

A közeledő lemezszegek a Föld szeizmikus (Benioff-zónák) és vulkanikus szempontból nagyon aktív területei. Sekély-, közepes és mélyfészki rengések egyaránt előfordulnak itt.

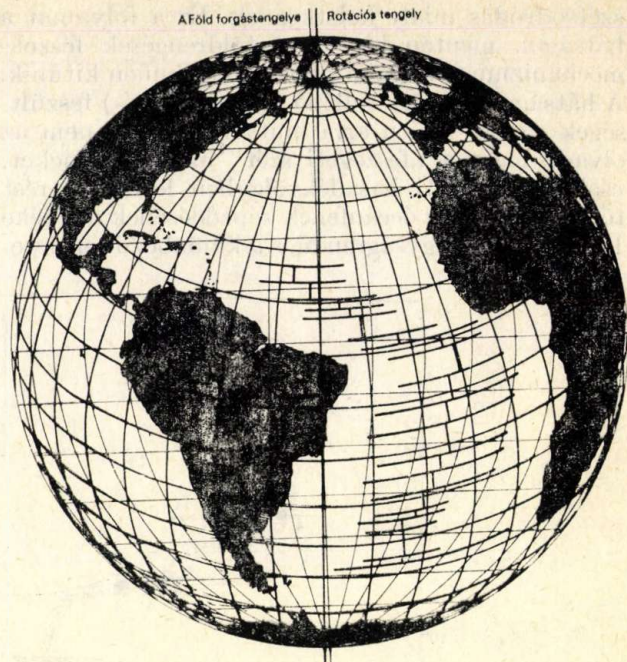
Horizontális elcsúszás a lemezszegek között

A lemezek közötti harmadik lehetséges mozgásforma a horizontális elcsúszás, a transformvetődés. Ebben az esetben a lemezek egymáshoz viszonyítva se nem közelednek, se nem távolodnak. (Legismertebb példák: a Szent András-törésvonal Kaliforniában és a törökországi Anatóliai-vetődés.) Ezek a területek is igen aktívak szeizmikus szempontból.

A litoszféramezek mozgásának leírása

Euler egyik geometriai tétele szerint egy merev testnek a gömbön való legáltalánosabb mozgása elemi rotációk összegeként fogható fel. Minden ilyen rotációhoz — értelemszerűen — rotációs tengely tartozik. A litoszféramezek, mint láttuk, gömbön — a Föld felszínén — mozgó merev testek. Határozzuk meg tehát például a Dél-Amerika—Afrika lemezpár jelenlegi rotációs tengelyét (9. ábra)!

Ábránkratekintve azonnalkínálkozik egy lehetőség: ha az Atlanti-hátságot vizsgáljuk, úgy tűnik, hogy e „hegységrendszer” földaraboló transformvetők paralelkör-darabok, melyek azonban



9. ábra. A törésvölgyek és hasadékvölgyek gömbi geometria szerinti szabályossága. (A törésvölgyek a rotációs szélességekkel, a hasadékvölgyek a rotációs hosszúságokkal párhuzamosak)

nem esnek egybe a földrajzi fókahálózat szélességi köreivel. Ezekhez a paralelkör-darabokhoz kereshetünk két elméleti pólust, amelyek már meghatározzák a keresett rotációs tengelyt. Ezeket a pólusokat a transformvetők közé zárt hátságszakaszok központi hasadékvölgyei kijelölik. (Az ezekre illeszkedő síkok, melyek egyben a Föld középpontján is átmennek, elvileg egy egyenes mentén kell, hogy messék egymást, ez az egyenes maga a rotációs tengely, amelynek a Föld felszínén levő dőléspontjai a rotációs pólusok. Vagy más megfogalmazásban: a hátságszakaszok központi hasadékvölgyeinek irányában elhelyezkedő gömbi főkörök közös metszéspontjai határozzák meg a rotációs tengelyt definiáló két pólust.

Ellenőrizhető-e vajon valamilyen más módszerrel az így nyert pólusok (földrajzi) koordinátaértéke? Igen! Mérhető ugyanis a szélességi sebesség (pontosabban: a jelenlegi adatok birtokában kiszámítható³). Erről pedig könnyen belátható, hogy a rotációs pólusokon az értéke nulla, s a rotációs tengelyhez tartozó „egyenlítőn” éri el a maximumot (ugyanis a kerületi sebesség = szögsebesség · forgástengelytől mért távolság). Valóban: a hátság különböző szakaszain mérhető szélességi sebességek a fenti szabálynak megfelelően különböznek egymástól.

³ A geodéziai (közvetlen) mérési lehetőségek, az űrtechnika, valamint a lézeres és interferometrikus mérések fejlődése következtében napjainkban már adottak [21]. Mint arról [22] beszámol, a Goddard Space Flight Center (NASA) munkatársai már közzé is tették első eredményeiket. Egyetlen adatot emelünk ki csupán: Európa és Észak-Amerika távolodási sebessége $1,5 \pm 0,5$ cm/év. Összevetve ezt [19]- és [23]-ban fellelhető adatokkal, az egyezés a hibahatáron belül van!

Az Atlanti-hátságához (a Dél-Amerika — Afrika lemezpárhoz) a transzformvetőkből adódó egyik pólus az 58°É , 37°Ny koordinátájú pont (a másik pólus ennek ellenlábas pontja), a szögsebesség értéke pedig $3,7 \cdot 10^{-7}$ fok/év. Ugyanezek az adatok szétszóródási sebességekből számítva 69°É , 32°Ny és szintén $3,7 \cdot 10^{-7}$ fok/év [23]. Az adatok egyezése elfogadható...

A térképészeti extrapoláció

Ha a Világtenger térképi ábrázolását vizsgáljuk, megállapíthatjuk, hogy a mélységvonalas (mélységiréteg-színezésű) ábrázolás elmarad a lehetőségektől. Egyes térképeken, atlaszokban nyomokban felfedezhető a mért mélységadatok felhasználása mellett más adatok figyelembevétele is a szerkesztés során, illetve ilyen forrásokat felhasználó térképek, atlaszok alapanyagként történő alkalmazása, de ez nem általános. Egyetlen konkrét példát szeretnék kiemelni. A GEBCO [24] 5.12-es szelvényének forrásjegyzékében az alábbi alcím szerepel: „B. A mélységvonalak megrajzolását segítő geofizikai-geológiai adatok és következtetések”. (Ezek között pl. földrengés-epicentrumok adatai, mágneses anomáliák stb. szerepelnek.)

A Magyar értelmező kéziszótár szerint az „extrapoláció: a megfigyelés területén kívüli értékeknek a tapasztalati értékek törvényszerűségeinek általánosításával való hozzávetőleges meghatározása” [25].

A térképészeti extrapoláció tehát nem más, mint geológiai-geofizikai ismeretek, adatok felhasználása a Világtenger egységes, mélységvonalas térképi ábrázolása érdekében. A mért mélységadatokból szabályos interpolációval nyerhető mélységvonalrajz olyan átalakítása, finomítása (kevésbé felmért területeken), amely a nagy szerkezeti formák földrajzi-morfológiai megjelenését jobban

kifejező ábrázolást eredményez a kisméretarányú térképeken, hiszen ezeken már elsősorban a morfológiai-szerkezeti jellegzetességek kiemelése az elsődleges cél, a mérhetőség másodrendű. (Ha nem így lenne, pl. a fjordok jelentős részét nem is ábrázolnák — méreten felül!)

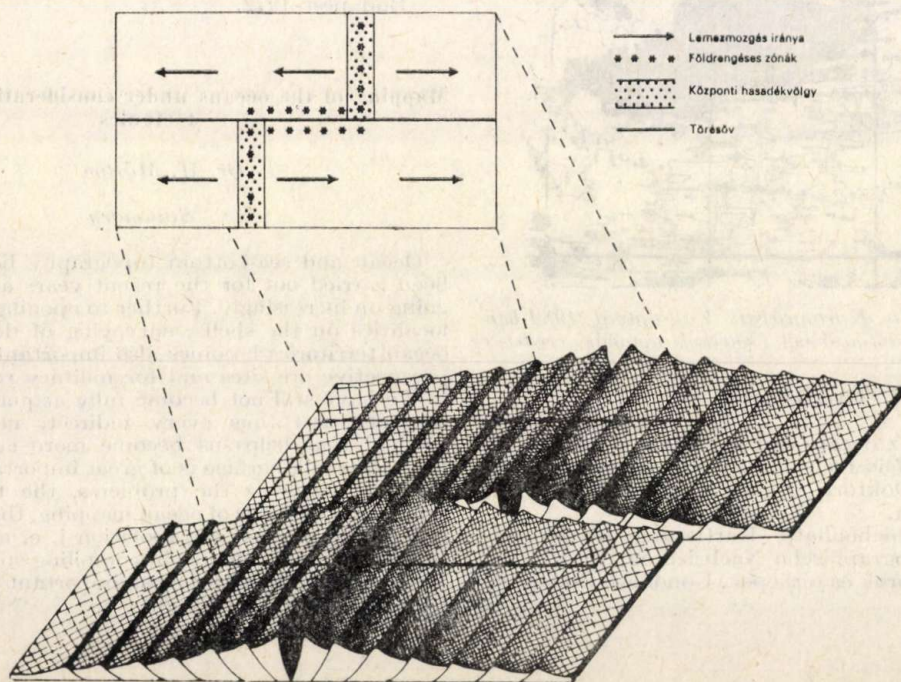
A térképészeti extrapoláció létjogosultságának alapja tehát a kis méretarány. Lényege pedig az, hogy térképészeti szempontból részletesen felmért területek formakincsét földtani-geofizikai közös jellemzők alapján „rávetíti” kevésbé felmért területekre. Így is csak hozzávetőleges képét nyerhetjük a tengerfenék domborzati viszonyainak, ez a kép azonban jobban megközelíti a valós viszonyokat, mint a szabályos interpolációval előállított mélységvonalrajz.

A térképészeti extrapoláció alkalmazási területe elsősorban a hátságvidékre és szűkebb környezetére korlátozódik, hiszen ez az a terület, ahol a kialakuló primer (elsődleges, eredendő) szerkezeti formákat még nem, vagy csak igen csekély mértékben borította be (de el nem fedte, lényegében át nem alakította) a felhalmozódó üledék.

Ezt — a térképészeti extrapolációnak nevezett — módszert (jelenlegi ismereteink szerint) az egész Világtengerre egységesen nem alkalmazták még, pedig alkalmazhatósága az előbb említett térképeken igazolódott.

A gyakorlati eljárást egyetlen konkrét példán mutatjuk be:

Mivel az óceánközépi hátságrendszer vidékén kimutatható szeizmikus aktivitás bizonyíthatóan két területre lokalizálódik — a központi hasadék-völgyre és a transzformvetők hátságtengelyek közötti szakaszára (10. ábra) —, ennek figyelembevételével a rengések epicentruma és fészek-mechanizmusa pontos ismeretében a transzformvetők léte és iránya jól kimutatható. Kiterjesztve,

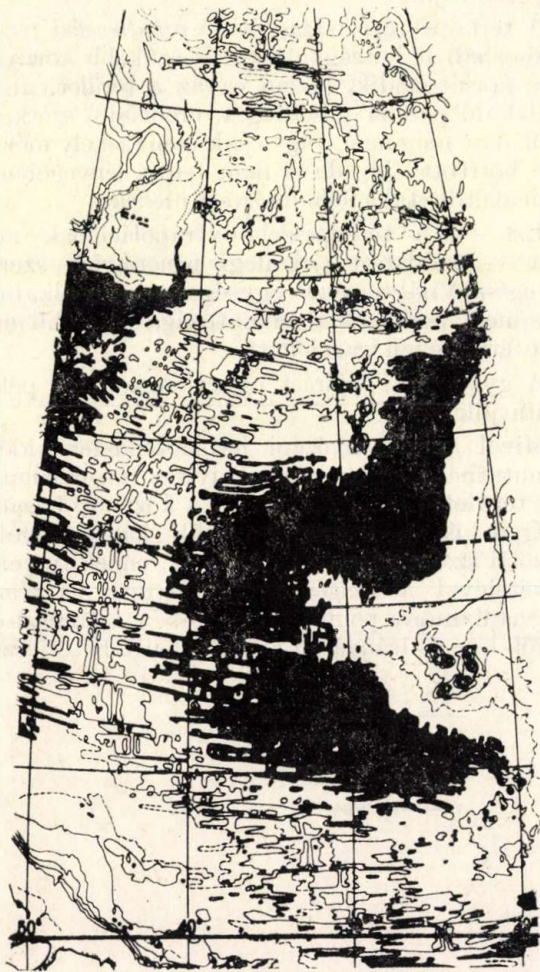


10. ábra. A törésvív elméleti tömörszelvénye és a hátságvidéki fő szeizmikus területek

általánosítva azt az ismeretünket, hogy a transformvető morfológiai szempontból általában völgy-szerű képződmény, a mért mélységadatok interpolációjával nyert sima lefutású izobátokon a transformvetők kimutatott helyén és irányában völgyformának kell jelentkeznie [1].

Hasonló — és a fentieknél egyszerűbb — alkalmazási lehetőségek sorát kínálják a Seasat-mérések nyomán készült térképek (pl. I. ábra).

A fenti elvek figyelembevételével, ezen elveken nyugvó új generalizálási szabályok alkalmazásával — felhasználva természetesen a térképezés nemzetközi eredményeit — készültek el a legújabb földgömbök a Kartográfiai Vállalatnál (II. ábra).



11. ábra. Részlet a Kartográfiai Vállalatnál 1984-ben készült kísérleti feldolgozásból (sötétkép nyomási eredeti)

IRODALOM

1. Márton M.: Az óceán- és tengerfenék domborzata. Tenger alatti felszínék ábrázolása kis méretarányú térképeken (Doktori értekezés). Kézirat, ELTE, Budapest, 1985.
2. Ulrich, J.: Flächenhafte Kartierung des Meeresbodens = Kartographische Nachrichten, 1984/2.
3. Stegena L.: Korok és térképek. Gondolat, Budapest, 1984.

4. Klinghammer I. — Papp-Váry Á.: Földünk tükre a térkép. Gondolat, Budapest, 1983.
5. Conrad, W.: A Jákob-pálcától a műholdas navigálásig. Gondolat, Budapest, 1982.
6. Langeraar, W.: Surveying and charting of the seas. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, 1984.
7. Nagy S.: Navigáció mesterséges holdakkal = Föld és Ég, 1987/7.
8. Schlee, S.: The edge of an unfamiliar World (A history of oceanography). E. P. Dutton and Co., Inc., New York, 1973.
9. Gierloff-Emden, H. G.: Geographie des Meeres. Walter de Gruyter, Berlin. New York, 1980.
10. Koch N.: A tenger. in: A Föld. Gondolat Kiadó, Budapest, 1960.
11. Haltenberger M.: Tengerészeti földrajz. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1965.
12. Heezen, B. C. — Menard, H. W.: Topography of the deep-sea floor. in: The Sea (Vol. 3). John Wiley and Sons, New York, 1963.
13. Anderson, R. N.: Mapping the sea floor by satellite = Nature, Vol. 307, 19 Jan. 1984.
14. The Cambridge encyclopedia of earth sciences. Cambridge University Press, Cambridge—London—New York—New Rochelle—Melbourne—Sydney, 1981.
15. Dixon, T. H. — Park, M. E.: Bathymetry estimates in the Southern Oceans from Seasat altimetry = Nature, Vol. 304, 4—10. Aug. 1983.
16. Francheteau, J.: The oceanic crust = Scientific American, Vol. 249, Sept 1983.
17. Atlas FAMOUS. Bordas, Paris, 1978.
18. Juhász Á.: Lemezektonika. Tankönyvkiadó, Budapest, 1985.
19. Bott, M. H. P.: The interior of the Earth. Edward Arnold, London, 1982.
20. Bischoff, G.: A Föld mélye. Gondolat, Budapest, 1969.
21. Somogyi J.: Geodinamikai jelenségek és mérés-technikai vonatkozásaik = Geod. és Kart. 1984/2.
22. Henbest, N.: Continental drift: the final proof = New Scientist, No. 1412, 31 May 1984.
23. Horváth F.: A szilárd Föld fizikája. Tankönyvkiadó, Budapest, 1972.
24. GEBCO — General Bathymetric Chart of the Oceans. Canadian Hydrographic Service, Ottawa, 1975—82. (5. kiadás).
25. Magyar értelmező kéziszótár. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1972.

Mapping of the oceans under consideration of the plate tectonics

Dr. M. Márton

Summary

Ocean and sea-bottom topography have intensively been carried out for the recent years and this work is going on increasingly. Further to opening up oil and gas localities on the shelves, surveying of deep sea, of the ocean territories becomes also important on account of prospective ore sites and for military reasons, as well.

We have still not become fully acquainted with this territory and thus every indirect, non bathymetric method that helps us become more acquainted with the suboceanic surface is of great importance.

After reviewing the problems, the traditional and up-to-date methods of ocean mapping, the author speaks about cartographic extrapolation i. e. about using the results of plate tectonics in compiling small scale maps. In this connection the most important theses of plate tectonics are also reviewed.